

CONTRIBUCIÓN DE LAS COMPONENTES DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A LA INTERACCIÓN SUELO-ATMÓSFERA EN SUDAMÉRICA

Daira A. Rosales^{1,3,4}, Romina C. Ruscica^{2,3,4} y Anna A. Sörensson^{2,3,4}

¹Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Argentina

²Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Buenos Aires, Argentina

³CONICET – Universidad de Buenos Aires. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), Argentina

⁴CNRS – IRD – CONICET – UBA. Instituto Franco-Argentino para el Estudio del Clima y sus Impactos (IRL 3351 IFAECI), Argentina

(Manuscrito recibido el 22 de noviembre de 2023, en su versión final el 19 de marzo de 2024)

RESUMEN

La evapotranspiración es una variable clave del ciclo hidrológico ya que modifica aspectos físicos del sistema climático, cómo la humedad del suelo y de la atmósfera, la cantidad de agua en ríos o acuíferos, y la temperatura del suelo y del aire en superficie. Una correcta representación de la evapotranspiración es de suma importancia para el estudio del sistema climático, por ejemplo para la identificación de eventos extremos como inundaciones o sequías, u olas de calor o de frío. En particular, es de relevancia distinguir regiones de interacción suelo-atmósfera, es decir dónde las variaciones en el suelo modifican la atmósfera. En este trabajo investigamos la representación de la evapotranspiración en Sudamérica según cinco estimaciones diferentes: cuatro simulaciones provenientes de dos modelos globales de vegetación dinámica, y un producto satelital, durante el periodo 1981-2010. Principalmente, estudiamos la partición de la evapotranspiración en sus componentes: transpiración, evaporación desde la vegetación, y desde el suelo; y cómo éstas contribuyen a la interacción suelo-atmósfera en diciembre-enero-febrero. Hallamos que, aunque las estimaciones de la evapotranspiración anual media presentan un patrón espacial similar, no ocurre lo mismo con la partición en componentes. Encontramos regiones de interacción suelo-atmósfera que son reconocidas habitualmente en la literatura: el centro de Argentina y el noreste de Brasil, que son, además, regiones de transición entre climas secos y húmedos. Nuestro resultado principal es que la transpiración es la componente de la evapotranspiración que más contribuye a la interacción suelo-atmósfera.

Palabras clave: evapotranspiración, hotspots de interacción suelo-atmósfera, transpiración, inLand, LPJmL4.

CONTRIBUTION OF EVAPOTRANSPIRATION COMPONENTS TO SOIL-ATMOSPHERE INTERACTION IN SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Evapotranspiration is a key variable of the hydrological cycle since it modifies physical aspects of the climate system, such as soil and atmospheric moisture, the amount of water in rivers or aquifers, and the soil and near-to-surface air temperature. A correct representation of evapotranspiration is of great importance for the study of the climate system, for example for the identification of extreme events such as floods or droughts, or heat or cold waves. In particular, it is relevant to distinguish regions of soil-atmosphere interaction, i.e. where variations in the soil modify the atmosphere. In this paper we investigate the representation of evapotranspiration in South America according to five different estimates: four simulations from two global dynamic vegetation models, and one satellite product, during the period 1981-2010. Mainly, we study the partitioning of evapotranspiration into its components: transpiration, evaporation from vegetation, and from the soil; and how these contribute to the soil-atmosphere interaction in December-January-February. We find that although estimates of mean annual evapotranspiration show a similar spatial pattern, it is not the same for the partitioning into components. We find soil-atmosphere interaction regions that are commonly recognized in the literature: central Argentina and northeastern Brazil, which are also transition regions between dry and humid climates. Our main result is that transpiration is the component of evapotranspiration that contributes most to the soil-atmosphere interaction.

Keywords: evapotranspiration, land-atmosphere interaction hotspots, transpiration, inLand, LPJmL4.

1. INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración (ET) es una variable del ciclo hidrológico de suma importancia, que vincula la superficie y la atmósfera (Wild et al., 2012). Depende principalmente del agua disponible en superficie, y la energía disponible para evaporar (Seneviratne et al., 2010). Además, depende de algunas variables atmosféricas, como la precipitación, la humedad del aire, la radiación, o el viento (Miralles et al., 2011). Un buen entendimiento de la ET es la base de un mejor análisis de algunos fenómenos extremos, como por ejemplo, olas de calor o frío, sequías o inundaciones (Wu y Zhang, 2013; Miralles et al., 2019; Qi et al., 2023). Sobre la superficie continental, casi el 60% del agua precipitada es evapotranspirada (Oki y Kanae, 2006) y en este proceso se

utiliza más de la mitad de la radiación solar absorbida por la superficie (Trenberth et al., 2009). En este trabajo definiremos a la ET como la suma de tres componentes: transpiración (E_t) e intercepción (E_i) de la vegetación, y evaporación desde el suelo desnudo (E_b) (también podrían considerarse la sublimación de la nieve o la evaporación desde cuerpos de agua en superficie). Una correcta representación de la partición de la ET en sus componentes es de gran importancia para las simulaciones climáticas (Newman et al., 2006; Lawrence et al., 2007; Zhang et al., 2016; Kumar et al., 2018), en especial en los ciclos de agua, carbono y energía en superficie. Por ejemplo, una correcta representación de la E_t es necesaria para una correcta representación de la fotosíntesis, lo que afecta el ciclo de carbono (Berg y Sheffield, 2019).

Cada componente de la ET (E_t , E_i , E_b) se basa en un proceso complejo que depende de distintas características atmosféricas, como son la humedad del aire, el viento, la precipitación o la radiación; y de otras características particulares de cada componente (Lawrence et al., 2007). Por un lado, la E_t es el proceso en el que la vegetación toma agua disponible en el suelo a través de sus raíces, y posteriormente durante la fotosíntesis la libera en forma gaseosa por los estomas de sus hojas (Schlesinger y Jasechko, 2014). Además de las características atmosféricas ya mencionadas, y de la cantidad de agua disponible en el suelo (p. e. Chen et al., 2023), la E_t depende de variables relacionadas a la vegetación, como son el largo y la capacidad de absorber agua de las raíces (Sakschewski et al., 2021), de la resistencia estomática, de la cantidad de estomas que posea la vegetación (Goergen et al., 2020), entre otras. Por otro lado, la E_i se define como el agua precipitada que fue interceptada por la vegetación y posteriormente es reincorporada en la atmósfera a través de un proceso evaporativo (Dunkerley, 2000; David et al., 2005). Depende de las variables atmosféricas ya mencionadas, en particular de la cantidad, frecuencia, e intensidad de la precipitación (Magliano et al., 2015; Carlyle-Moses, 2004). Además, depende del tipo de vegetación y de la fracción superficie que ocupe la misma (Carlyle-Moses, 2004). La E_b , por su parte, se entiende como la evaporación desde la superficie descubierta de cualquier tipo de vegetación. Depende, además de las condiciones atmosféricas, del tipo de suelo (Li et al., 2022), de su resistencia aerodinámica, y de la cantidad de agua en superficie.

Analizaremos el comportamiento de la ET sobre Sudamérica, continente que se extiende latitudinalmente desde los 12°N hasta los 57°S, abarcando gran variedad de climas, biomas y suelos (Goymer, 2017). En él se hallan regiones cálidas y húmedas, como el bosque tropical del Amazonas, en donde la ET depende principalmente de la energía disponible, ya que el agua en superficie no suele ser un limitante (Sörensson y Ruscica, 2018; Martens

et al., 2018). También se encuentran regiones semiáridas, como el noreste de Brasil o áridas como la Patagonia Argentina, donde el agua en superficie es escasa, y por lo tanto controla la ET (Sörensson y Ruscica, 2018; Martens et al., 2018).

Como la ET puede estar modulada por el agua disponible en superficie y la energía disponible en la atmósfera se pueden identificar dos regímenes (Seneviratne et al., 2010). Si el agua disponible en superficie es abundante, de manera que no es un limitante para la ET, diremos que la ET está limitada por energía. Por el contrario, si en una región el suelo presenta condiciones secas a intermedias de humedad, diremos que la ET está limitada por agua. Considerando a la temperatura del aire en superficie (T) como indicador de energía disponible en la atmósfera, una relación directa entre la ET y la T podría indicar un régimen de ET limitada por energía. Esto ocurre en regiones en las que no hay limitante de agua en el suelo para ET, por ende a mayor (menor) T más (menos) ET. En este caso se dice que la atmósfera influye sobre el suelo. En cambio, una relación indirecta entre ET y T se da en un régimen de ET limitada por agua en superficie. En este caso, el agua en superficie controla la ET, entonces a mayor/menor cantidad de agua en superficie, mayor/menor energía utilizada para ET (calor latente), y por lo tanto menor/mayor T (calor sensible), y de esta manera hay interacción suelo-atmósfera, es decir que el suelo influye en la atmósfera. Estas zonas de interacción (que llamaremos *hotspots*), se presentan en zonas de transición climática, entre climas húmedos y secos (Koster, 2004) y varían en tamaño y ubicación según la época del año (Ruscica et al., 2016). Sin embargo, se reconocen en la literatura dos *hotspots* permanentes en el continente, principalmente durante el trimestre diciembre-enero-febrero (DEF): el noreste de Brasil y el centro-norte de Argentina (Spennemann et al., 2018).

Existen distintos índices estadísticos con los que identificar *hotspots* (Spennemann et al.,

2018). Por ejemplo, se pueden identificar usando una correlación negativa entre la ET y la T (Seneviratne et al., 2010; Menendez et al., 2019), como se mencionó en el párrafo anterior; o también a partir de un cociente de covarianzas desfasadas entre la humedad del suelo y la precipitación (Notaro et al., 2008); o con una correlación entre la ET y la precipitación ponderada por la variabilidad de la ET (Zeng et al., 2010) entre otras formas más complejas y amplias de estudiar la interacción suelo-atmósfera (p.e. Vilà-Guerau de Arellano et al., 2023). En este trabajo decidimos identificar *hotspots* a partir de correlacionar la ET y la T motivándonos en la confiabilidad de la T con respecto a otras variables.

La información sobre la ET a escala continental puede provenir de estimaciones a partir de modelos numéricos de superficie como por ejemplo, los modelos globales de vegetación dinámica (DGVMs, por sus siglas en inglés). Estos se caracterizan por representar la transferencia de energía, agua, cantidad de movimiento y carbono entre la superficie y la atmósfera; la física del suelo; la fisiología de las plantas; entre otros procesos (Pitman, 2003). Estos modelos representan la cobertura de la vegetación a través de tipos funcionales de plantas (PFTs, por sus siglas en inglés), distinguiendo distintos tipos de vegetación (p. e. natural y cultivos) (Bonan et al., 2002). En el presente trabajo utilizaremos estimaciones de ET y sus componentes, provenientes de simulaciones con dos DGVMs: INtegrated model of LAND surface processes (inLand) (<http://www.ccsst.inpe.br/inland/>, accedido el 20/11/2023; Goergen et al., 2020), y Lund-Potsdam-Jena with managed Land version 4.0 (LPJmL4) (Schaphoff et al., 2018). En estas simulaciones, los DGVMs fueron forzados por variables atmosféricas, de dos conjuntos de datos diferentes, es decir que contamos con cuatro simulaciones (dos DGVMs combinados con dos forzantes) (Ruscica et al., 2022).

Además, existen una gran variedad de bases

de datos que permiten estimar la ET a partir de datos satelitales basándose en distintos algoritmos, aunque solo algunos estiman sus componentes (Miralles et al., 2016). GLEAM es uno de esos productos (Miralles et al., 2011), está basado en el algoritmo de Priestley-Taylor (1972) y es utilizado en este trabajo en su versión 3.5a (Martens et al., 2017), donde “a” significa que utiliza además datos del reanálisis MSWX (Beck et al., 2022) para una mayor cobertura temporal (inicia en 1980, mientras que su versión “b”, que es puramente satelital, inicia en 2003). Desde hace más de 10 años, GLEAM ha sido altamente utilizado en estudios climáticos (Jahromi et al., 2022), e incluso ha sido usado para validar la última versión de modelos de CMIP6 (Wang et al., 2021). En general, GLEAM tiene un desempeño aceptable en los patrones medios y en la estacionalidad de la mayoría de las variables que estima. Estudios previos mostraron que GLEAM realiza una buena aproximación de la ET sobre Sudamérica (Moreira et al., 2019), aunque en general suele subestimarla con respecto a observaciones puntuales (Melo et al., 2021), en especial en regiones húmedas, como el Amazonas (Miralles et al., 2016). En particular en el sur Amazónico, la ET de GLEAM v3.5a es similar a la de FLUXCOM (datos obtenidos de torres de flujo, sensores remotos y observaciones meteorológicas (Baldocchi et al., 2001; Jung et al., 2020)) durante las estaciones húmeda y seca (Figuras 3c,d de Rezende et al. (2022)).

Nos proponemos investigar cómo es la estimación de la ET sobre Sudamérica según las simulaciones planteadas durante el periodo 1981-2010, comparando con GLEAM. Queremos estudiar la representación de las componentes de la ET en los distintos productos, y también su relevancia para la ET sobre el continente. Uno de nuestros objetivos es analizar la presencia de *hotspots* en las distintas estaciones del año, pero en particular en DEF. Además, nos interesa comprobar la relación entre los *hotspots* y las regiones de transición climática. Por último, nos preguntamos si existe alguna componente de la ET que contribuya en mayor medida que

las demás a los *hotspots* hallados en DEF.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Modelos Globales de Vegetación Dinámica

inLand es una versión del modelo de superficie IBIS, desarrollado para representar procesos de superficie con foco en ecosistemas brasileños y de algunas otras partes de Sudamérica (<http://www.ccest.inpe.br/inland/>, accedido el 20/11/2023; Goergen et al., 2020). El modelo es capaz de representar procesos del sistema suelo-vegetación-atmósfera a través de intercambios de energía, cantidad de movimiento, agua y carbono. Además simula procesos fisiológicos de la vegetación, como fotosíntesis, conductancia estomática y respiración, y el balance de carbono terrestre a través de simular la productividad primaria neta, la respiración del suelo y la descomposición de materia orgánica. LPJmL4 por su parte, está basado en el modelo dinámico de vegetación global LPJ. Algunos de los procesos que simula son: los cambios en los ciclos de agua y carbono debido al uso del suelo, la fenología específica y la estacionalidad de los flujos de CO₂ de las áreas donde prevalece la agricultura y la producción de cultivos y pasturas (Schaphoff et al., 2018).

En la Tabla I se presentan los dos DGVMs y las variables requeridas para forzarlos. Los forzantes atmosféricos fueron analizados en Rosales (2023). El cálculo de la ET y sus componentes en cada DGVM se realiza de distinta manera: en inLand se parametrizan las componentes de la ET y luego se las suma para obtener el valor total, mientras que en LPJmL4 se calcula la ET potencial (ETP) según Priestley y Taylor (1972), y luego se la restringe para hallar sus componentes.

inLand calcula la E_i según la ecuación 1, donde f_l es la fracción de hojas húmedas por agua interceptada, q_{def} es el déficit de humedad en la atmósfera, LAI el índice de área ocupada por

las hojas (que se calcula como producto entre el carbono en el reservorio de biomasa de las hojas y el área específica de las hojas), f_s la fracción de tallos húmedos, y SAI es el índice de área ocupada por tallos. La E_b (ecuación 2), depende directamente de la densidad del aire ρ y de q_{def} e inversamente de la resistencia aerodinámica, r_a , y la E_t según la ecuación 3, siendo r_b la resistencia estomática de la vegetación (Goergen et al., 2020).

$$E_i = f_l q_{def} LAI + f_s q_{def} SAI \quad (1)$$

$$E_b = \rho q_{def} \frac{1}{r_a} \quad (2)$$

$$E_t = \rho q_{def} \frac{1}{r_b} LAI \quad (3)$$

Por su parte, la ETP en LPJmL4 depende de la radiación neta en superficie, el calor latente de vaporización, la constante psicrométrica, y la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, estas últimas tres dependen de la temperatura. Luego, calcula E_i según la ecuación 4, donde I se calcula según la ecuación 5 siendo N la cantidad de PFTs, I_{PFT} el parámetro de almacenamiento de E_i y, al igual que el LAI_{PFT} (calculado como una relación directa entre la biomasa de las hojas y la longevidad de las hojas en un mes e indirecta con el área de las coronas), es específico de cada PFT, y P la precipitación diaria. E_b se calcula según la ecuación 6, donde ETP se reduce si hay agua congelada o si se utilizó para E_i , w es el mínimo entre 1 y la fracción entre la cantidad de agua disponible para evaporar a menos de 30 cm de profundidad y la capacidad de contener agua del suelo, y f_v es la fracción de superficie cubierta por vegetación. LPJmL4 simula E_t siguiendo Federer (1982), según la ecuación 7, donde S es la función de suministro de agua del suelo disponible para la planta y depende, para cada PFT, de la capacidad máxima de transporte de agua en la vegetación, del agua accesible para esta, y de la fenología de cada PFT; y D es la función de demanda atmosférica, que se calcula teniendo en cuenta la E_i , un índice

Tabla I: Descripción de los DGVMs utilizados y las variables atmosféricas.

Abreviación	Nombre completo	Variables atmosféricas requeridas	Referencia
inLand	INtegrated model of LAND surface processes	Temperatura máxima y mínima del aire, precipitación, radiación entrante de onda corta y de onda larga, velocidad del viento y humedad relativa.	Goergen et al. (2020)
LPJmL4	Lund Potsdam Jena managed Land model (version 4.0)	Temperatura del aire, precipitación, radiación entrante de onda corta y radiación de onda larga neta.	Schaphoff et al. (2018)

de transpiración, de fotosíntesis, y un factor de escala de conductancia (Schaphoff et al., 2018).

$$E_i = \min(ETP, I) \quad (4)$$

$$I = \sum_{i=1}^N I_{PFT} LAI_{PFT} P \quad (5)$$

$$E_b = ETP w^2 (1 - f_v) \quad (6)$$

$$E_t = \min(S, D) f_v \quad (7)$$

Ambos DGVMs han sido forzados por los conjuntos de datos atmosféricos, GSWP3 (<http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GSWP3/exp1.html>, accedido el 20/11/2023) y WATCH-WFDEI (<https://www.isimip.org/gettingstarted/input-data-bias-adjustment/details/5/>, accedido el 20/11/2023), con resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y temporal de 3h, dando como resultado 4 simulaciones, a una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y temporal mensual en el período 1950-2010 (<https://zenodo.org/record/6374203>, accedido el 14/10/2022). Las simulaciones cuentan con un spin-up de entre 1000 y 2000 años para que la vegetación, los reservorios de carbono en el suelo y el clima estén en equilibrio (Ruscica et al., 2022).

2.2. Base de datos de evapotranspiración de referencia

En este trabajo utilizamos datos del *Global Land Evaporation Amsterdam Model* (GLEAM) en su versión 3.5a (www.gleam.eu, accedido

el 20/11/2023) como base de referencia para comparar la ET y sus componentes con aquellas resultantes de los DGVMs. GLEAM es un algoritmo que estima flujos evaporativos en la superficie terrestre, entre otras variables, usando información satelital. De manera similar a LPJmL4, estima la ETP a partir de Priestley y Taylor (1972), y luego restringe ese valor para obtener la ET y sus componentes (Martens et al., 2017). La E_i se estima con el modelo analítico de Gash (Gash, 1979; Miralles et al., 2011). La E_b se calcula restringiendo ETP a partir de un factor de estrés evaporativo calculado sólo en función de la humedad del suelo en superficie. Por otro lado, la E_t se obtiene restringiendo ETP a partir de un factor empírico de estrés evaporativo que se calcula en base a la humedad del suelo a la profundidad a la que se encuentran las raíces, y el parámetro *Vegetation Optical Depth*, determinado a partir del rango de las microondas, y que está íntegramente relacionado con la humedad de la vegetación (Liu et al., 2013). Estos datos están disponibles a una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y temporal mensual en 1980-2020.

2.3. Interacción suelo-atmósfera

Seneviratne et al. (2010) plantean que una correlación entre la ET y la T negativa ($\rho(ET, T) < 0$) es un buen indicador de interacción suelo-atmósfera. Para cuantificarla utilizamos un índice que se construye a partir de una correlación de Pearson entre la ET modelada, y la T utilizada como

forzante del DGVM. Para el cálculo se filtra previamente la tendencia lineal a la T y a la ET, luego se correlacionan y entonces, se considera interacción suelo-atmósfera dónde esta correlación es negativa y significativa al 95%. Entonces, el índice será el valor absoluto de esta correlación en dónde se cumplan esas dos condiciones. De esta forma valores mayores indican regiones donde la interacción suelo-atmósfera es más fuerte.

Como la interacción suelo-atmósfera puede variar entre estaciones del año, se realizó este cálculo para valores trimestrales (DEF, marzo-abril-mayo (MAM), junio-julio-agosto (JJA) y septiembre-octubre-noviembre (SON)). Para investigar la interacción suelo-atmósfera de cada componente de la ET, usamos el mismo criterio: coeficiente de correlación de Pearson $\rho(Ex, T)$ negativo y significativo al 95%, donde Ex representa cada una de las tres componentes de la ET (Et, Ei, Eb). Como en el período de análisis de este trabajo (1981-2010), la T en las bases de datos GSWP3 y WATCH-WFDEI no presentan diferencias apreciables (Rosales, 2023), elegimos arbitrariamente utilizar GSWP3 para el cálculo de interacción suelo-atmósfera de GLEAM.

3. RESULTADOS

Con el propósito de identificar el comportamiento espacial de la ET modelada en Sudamérica, en las Figuras 1a-e se muestran los valores medios en el período 1981-2010 de la ET anual según las cuatro simulaciones y según el algoritmo satelital GLEAM, y en las Figuras 1f-j, su variabilidad interanual, calculada como el desvío estándar de la ET anual. Se distingue ET baja, de menos de 600 mm/año, en regiones semiáridas como la Patagonia Argentina, la región central de la Cordillera de los Andes, y el noreste de Brasil (Figuras 1a-e). Por otro lado, en las Figuras 1f-j se puede observar que, si bien la variabilidad interanual de la Patagonia Argentina y la región central de la Cordillera de los Andes es baja (menos de 50 mm/año), no sucede lo mismo en el noreste

de Brasil, donde se observa una variabilidad interanual superior a 130 mm/año. La región amazónica presenta la ET media mayor del continente, pero con grandes discrepancias de magnitud (500 mm/año) entre inLand, LPJmL4 y GLEAM (Figuras 1a-e), lo cual es consistente con Sörensson y Ruscica (2018). Esto puede ser causa de que es la región con mayor vegetación de Sudamérica, y hay grandes incertidumbres en la representación de la ET asociadas a la simulación de la vegetación (i.e. en el sur de la región en JJA, Christoffersen et al., 2014). Algunas causas de esta incertidumbre entre productos puede ser la diferencia en la representación en PFTs (Hartley et al., 2017); la simulación de las raíces de la vegetación (Sakschewski et al., 2021), factor muy relevante para el cálculo de la Et, o el LAI (Berg y Sheffield, 2019). Si bien las cuatro simulaciones dan menor ET media que GLEAM (Figura 1e), el DGVM inLand (Figuras 1a-b) se aproxima mejor a estos valores satelitales que el DGVM LPJmL4 (Figuras 1c-d). Además, en la región Amazónica puede observarse que la variabilidad interanual de la ET toma valores menores a 60 mm/año en los cinco productos (Figuras 1f-j), aunque el patrón espacial de esta variable en GLEAM (Figura 1j) se asemeja más al de inLand (Figuras 1f-g) que al de LPJmL4 (Figuras 1h-i). Por otro lado, también se observa una región de gran variabilidad interanual (mayor a 100 mm/año) en el norte de Paraguay y sur de Bolivia según LPJmL4 y GLEAM (Figuras 1h-j), aunque inLand (Figuras 1f-g), presenta estos valores en una región mayor que se extiende desde el norte de Bolivia hasta el norte de la Patagonia Argentina. Otra característica que podemos observar, en la Figura 1, es que existe mayor diferencia entre modelos que entre forzantes atmosféricos, es decir, los patrones espaciales de un modelo forzado con dos bases atmosféricas distintas son más similares entre sí que dos modelos forzados por el mismo forzante. Los cinco productos presentan un patrón espacial de ET media (Figuras 1a-e) similar al hallado por Liu et al. (2021) con el producto GLDAS, y por Mueller et al. (2011) y Sörensson y Ruscica

(2018) con distintos productos, entre ellos, modelos de superficie, y estimaciones con datos satelitales.

Si bien el patrón espacial de la ET anual media es similar en los cinco productos, no necesariamente lo será el de sus componentes (Miralles et al., 2016). Se presenta en la Figura 2 la fracción de ET anual media explicada por cada una de sus componentes. Al igual que con la ET media, existe mayor similitud entre modelos que entre forzantes para las componentes. La Et de GLEAM (Figura 2e) explica gran parte, e incluso en algunas zonas como el centro-este de Brasil, la totalidad de la ET, con un patrón espacial similar al de LPJmL4 (Figuras 2c-d). No obstante, las simulaciones de inLand muestran una fracción de la Et (Figuras 2a-b) menor que los otros productos, llegando incluso a presentar un mínimo local en la región amazónica de aproximadamente 0,2. Por otro lado, el patrón espacial de la fracción de la Ei, con máximos de 0,7 en la región amazónica, es similar en los cinco productos (Figuras 2f-j). En este caso, las simulaciones de inLand (Figuras 2f-g) estiman mayor magnitud que los demás productos en todo Sudamérica, probablemente porque el LAI es utilizado en el cálculo de la Ei, e inLand sobreestima esta magnitud, ya que sobreestima el carbono en el reservorio de biomasa de las hojas (Rezende et al., 2022). Este comportamiento se observó en otros trabajos utilizando inLand en todo Sudamérica (Wei et al., 2017), y en especial, en la región amazónica. Wei et al. (2017) encontraron que la mayor fuente de incertidumbre de la Et modelada es la mala representación de la Ei, es por ello que era esperado que la Et disminuya en dónde Ei aumenta a causa de la sobreestimación del LAI. Por otro lado, Eb es la componente de la ET que menos discrepancias presenta, en su patrón espacial, entre los cinco productos. Al igual que lo hallado por Lawrence et al. (2007), Eb contribuye a la ET sólo en la Patagonia Argentina y en la Cordillera de los

Andes, llegando a ser incluso la totalidad de la ET en el desierto de Atacama. En resumen, la Et contribuye en mayor medida a la ET que las otras dos componentes (Lawrence et al., 2007) en todo Sudamérica, exceptuando las estimaciones de Ei de inLand en la región amazónica.

En la Figura 3 podemos observar el comportamiento de la variabilidad interanual de las tres componentes de la ET según las cuatro simulaciones y GLEAM. Nuevamente podemos apreciar que hay mayor similitud entre modelos que entre forzantes, y que GLEAM presenta mayor similitud con LPJmL4 que con inLand. Se puede apreciar que, independientemente del comportamiento medio de la Et (Figuras 2a-e), su variabilidad interanual (Figuras 3a-e) es muy similar a la de la ET total en los cinco productos (Figuras 1f-j), con máximos en el centro del continente y al noreste de Brasil de más de 120 mm/año. Por otro lado, se observa que, en general, la magnitud de la variabilidad interanual de la Ei (Figuras 3f-j) es menor. Aun así, presenta máximos locales de no más de 100 mm/año, en las regiones vegetadas de Sudamérica como es el Amazonas. Por último, la Eb presenta variabilidad interanual (Figuras 3k-o) nula en casi todo el continente, debido a la poca contribución de esta componente a la ET (Figuras 2k-o). Incluso en las regiones en las que la Eb es relevante para la ET (la Patagonia Argentina y la Cordillera de los Andes), su variabilidad interanual presenta valores bajos, de alrededor de 40 mm/año.

En la Figura 4 podemos analizar el comportamiento de la ET estacional, ya que se presentan sus valores medios del ensamble de cuatro simulaciones, la amplitud de este ensamble como una medida de la incertidumbre del mismo, y los valores de la ET media estacional de GLEAM. Se puede observar que no hay grandes diferencias entre las simulaciones en DEF y MAM, dado que la amplitud es prácticamente cero, excepto por pequeñas regiones, principalmente al norte de Sudamérica. Sin embargo, en

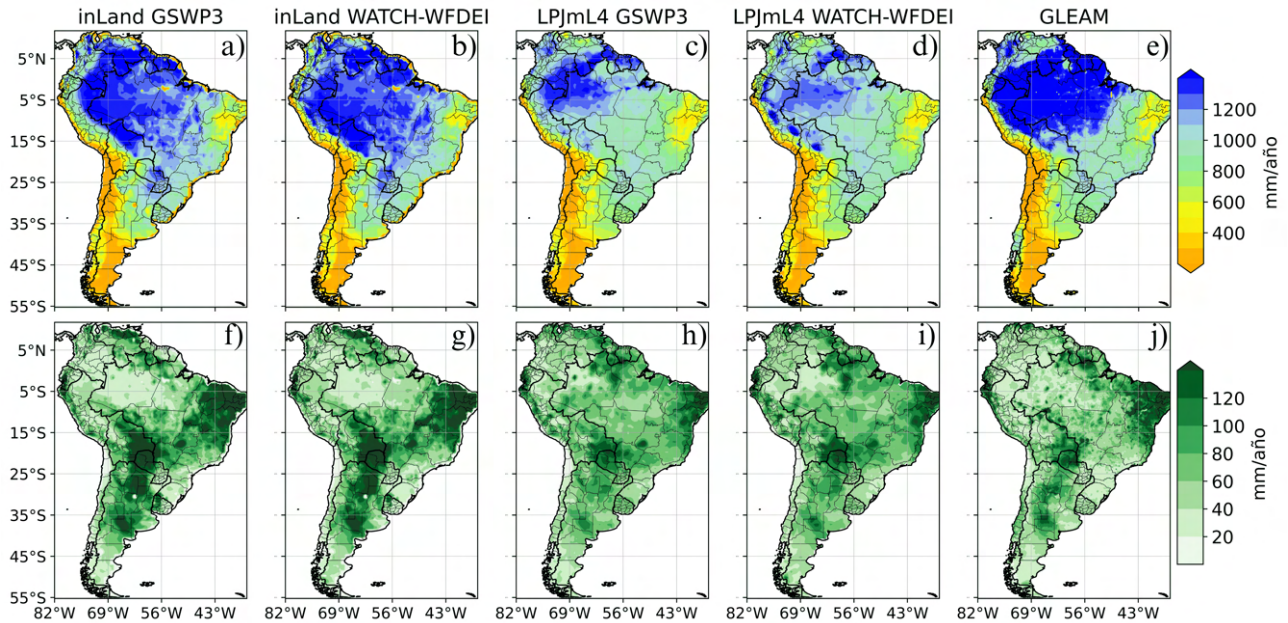


Figura 1: Evapotranspiración anual media (arriba), y su variabilidad interanual (abajo), según las cuatro simulaciones (primeras cuatro columnas) y GLEAM (última columna) (mm/año).

JJA, principalmente y también en SON, se hallan algunas diferencias de hasta 300 mm/trimestre (100 mm/trimestre más que el valor medio del ensamble) en el centro del continente. El sur amazónico es la zona de mayor incertidumbre en las simulaciones en la estación seca (JJA), resultado reconocido en la literatura (Christoffersen et al., 2014; Sorensson y Ruscica, 2018). En particular, Rezende et al. (2022) encuentra que InLand sobreestima ET respecto a GLEAM y a observaciones, mientras que LPJmL4 la subestima. En una versión de LPJmL4 mejorada respecto al esquema y a las parametrizaciones de las raíces, Sakschewski et al. (2021) logra mejorar la representación de ET en dicha región.

Respecto a los valores medios estacionales, hay gran similitud entre el patrón espacial del ensamble y de GLEAM. En los trimestres de transición el máximo de ET se da alrededor del ecuador, en la región amazónica, mientras que en DEF se extiende hacia el centro del continente y en JJA al norte. Básicamente, los patrones estacionales de la ET son similares a los de la precipitación (Figura 1a-d en Ruscica

et al., 2016) con algunas excepciones. El máximo de ET en DEF no se encuentra en el centro de Brasil donde se establece el máximo de la fase madura del monzón sudamericano, sino un poco más al sur, alrededor del Pantanal en la triple frontera de Brasil, Bolivia y Paraguay. Esto es porque durante la estación lluviosa los altos niveles de nubosidad limitan la radiación entrante y por ende la ET se ve disminuida. Existen regiones, como la Patagonia Argentina o la cordillera de los Andes, donde la variación de la ET a lo largo del año es pequeña (menor a 20 mm/año) (Figuras 1f-j), ya que la ET también es baja (menos de 50 mm/trimestre) (Figura 4). Sin embargo, en regiones semiáridas como el noreste de Brasil, la ET depende en gran medida de la época del año (Figura 4), con variabilidad interanual de más de 130 mm/año como observamos en las Figuras 1f-j.

Para analizar la interacción suelo-atmósfera estacional, en la Figura 5 se muestra la cantidad de simulaciones cuyo indicador de interacción $\rho(ET, T)$ es negativo y significativo (ver metodología), y se muestra para los cuatro trimestres del año dado que la ubicación de los

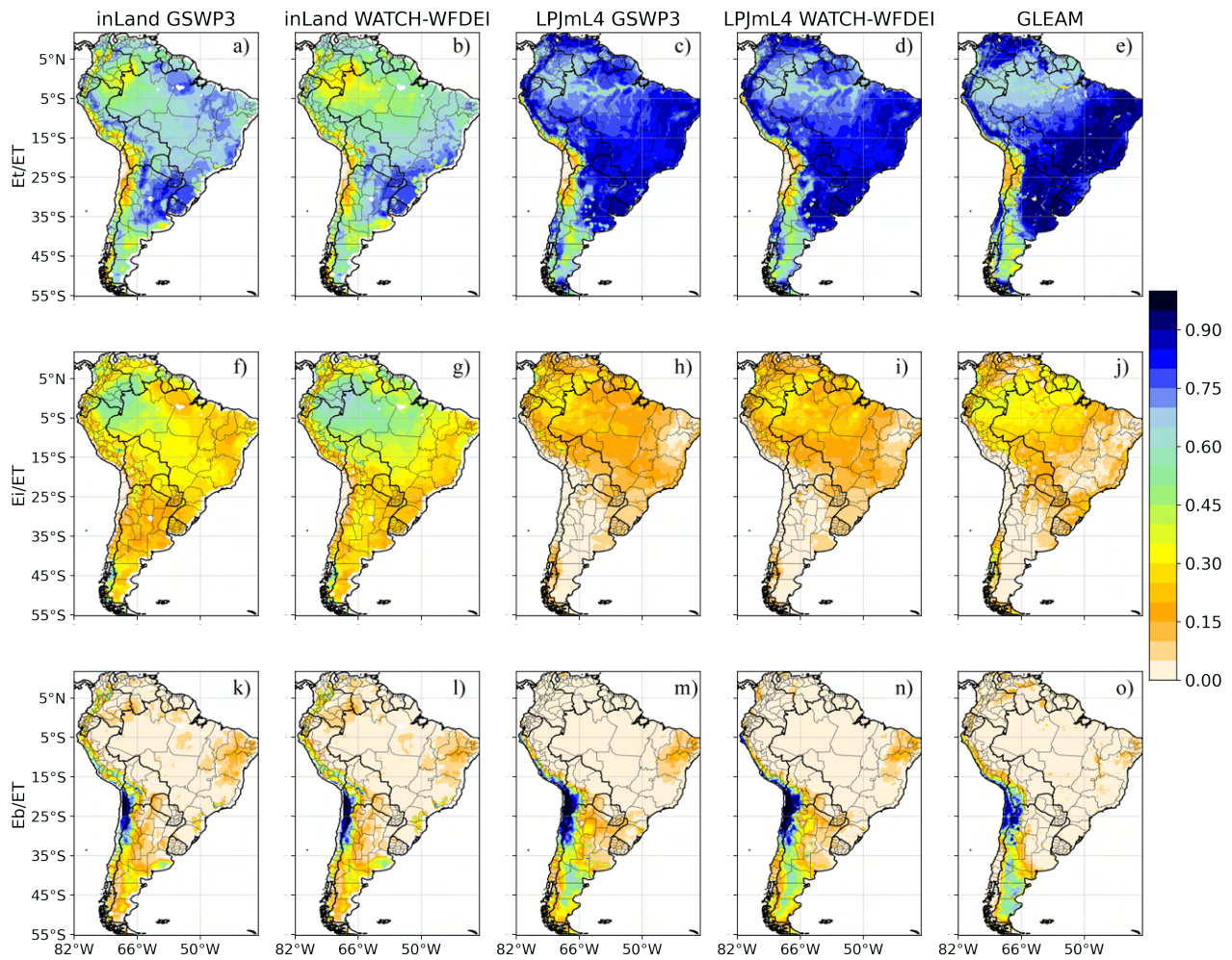


Figura 2: Proporción de las componentes de la evapotranspiración (transpiración [arriba], interceptación [centro] y evaporación desde el suelo [abajo]) anual media según las cuatro simulaciones (primeras cuatro columnas) y GLEAM (última columna).

hotspots puede variar a lo largo del año. Además se indica las regiones en las que GLEAM presenta interacción suelo-atmósfera con líneas. En DEF (Figura 5a) se observa que las cuatro simulaciones y GLEAM presentan *hotspots* en el centro de Argentina y en el noreste de Brasil, un patrón reconocido en la literatura en el contexto de la interacción suelo-atmósfera (Coronato et al., 2020; Menéndez et al., 2019; Spennemann et al., 2018; Ruscica et al., 2016; Ruscica et al., 2015; Ruscica et al., 2014; Sörensson y Menéndez, 2011). Las simulaciones y GLEAM coinciden además en que existe interacción en la Patagonia Argentina, pero como la ET, y su variabilidad interanual son mínimas en esta

región (Figuras 1f-j y 4a,c) no son de gran relevancia para la interacción suelo-atmósfera. El *hotspot* del noreste de Brasil se mantiene durante el trimestre MAM y JJA, y se desplaza al suroeste durante SON, similar a lo hallado con distintos productos por Baker et al. (2021). Por otro lado, comparable a lo hallado por Ruscica et al. (2016), se observa un *hotspot* de gran extensión espacial en Argentina en SON. Cabe destacar que los *hotspots*, que suelen ubicarse en zonas de transición climática, coinciden con regiones en donde la ET media toma valores intermedios (100-300 mm/trimestre, Figura 4).

Dado que en DEF se hallaron los reconocidos

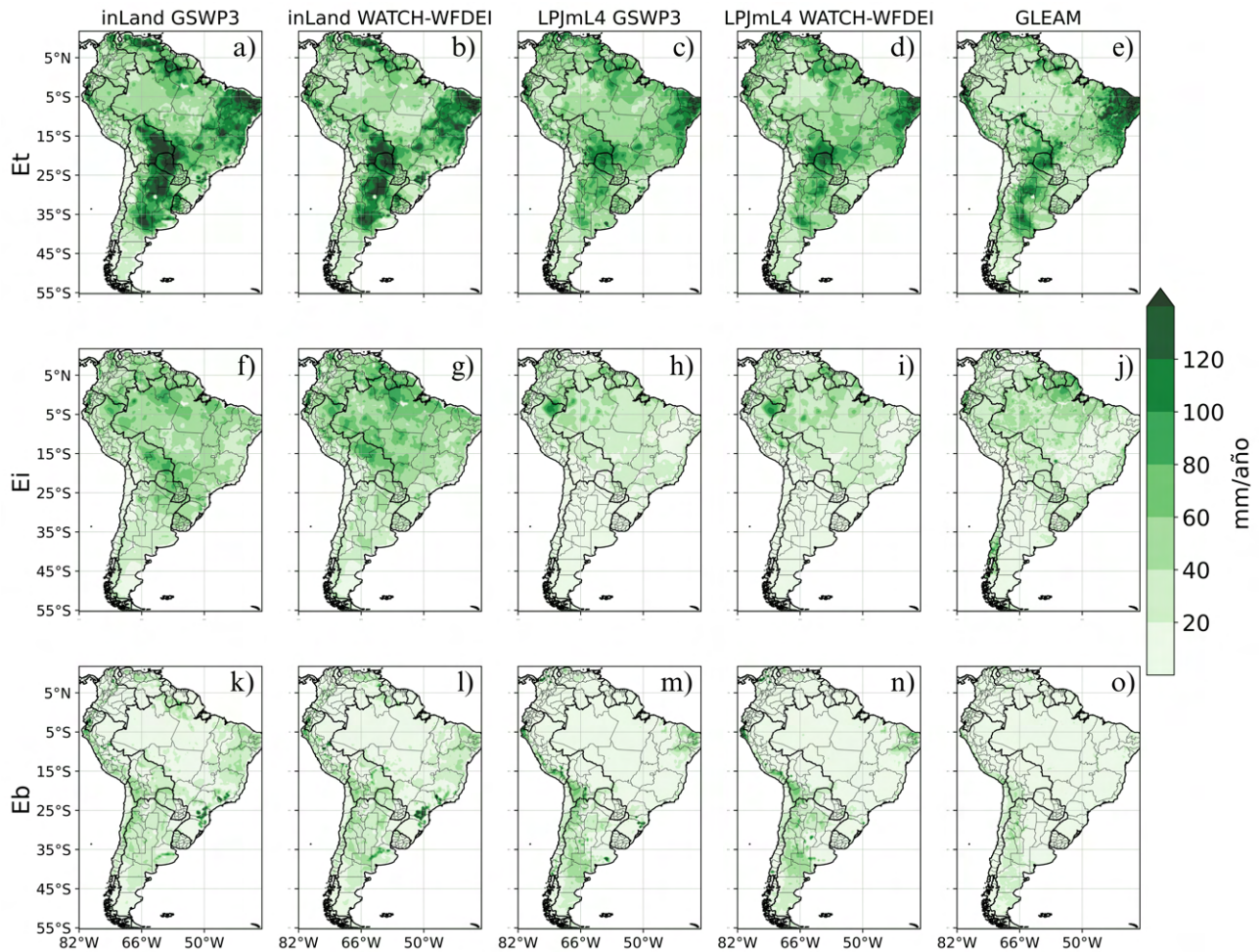


Figura 3: Variabilidad interanual de los valores anuales de la transpiración (arriba), interceptación (centro) y evaporación desde el suelo (abajo), según las cuatro simulaciones (primeras cuatro columnas) y GLEAM (última columna) (mm/año).

hotspots en el centro-norte de Argentina y en el noreste de Brasil, nos preguntamos si hay alguna componente de la ET que está contribuyendo en mayor medida a ese resultado. Para analizar esto, en la Figura 6 se presenta el índice de interacción suelo-atmósfera para ET ($|\rho(ET, T)|$) y para sus tres componentes ($|\rho(Ex, T)|$, $x=t, i, b$) calculados por las cuatro simulaciones y GLEAM en dicha estación. Estos *hotspots* están más localizados sobre Argentina central y la esquina noreste de Brasil en las simulaciones del DGVM inLand que en las de LPJmL4 (Figuras 6a-d), aunque las magnitudes del índice de las cuatro simulaciones sean similares (entre 0,5 y 0,8) a las de GLEAM (Figura 6e). Las simulaciones de LPJmL4

(Figuras 6c-d) muestran además interacción suelo-atmósfera en regiones aisladas del norte de Sudamérica, con magnitudes mayores a 0,5, llegando a ser de hasta 0,8. Respecto a la Et, las cuatro simulaciones y GLEAM coinciden en mostrar interacción suelo-atmósfera por Et en el noreste de Brasil, y en el centro de Argentina, con índices entre 0,5 y 0,8 (Figuras 6f-j). Por otro lado, LPJmL4 muestra, en algunas regiones del norte de Sudamérica, interacción suelo-atmósfera por Et (Figuras 6h-i) similar en magnitud con el *hotspot* de ET observado. Se puede notar que las regiones de interacción suelo-atmósfera por Et (Figuras 6f-j) coinciden, tanto con los *hotspots* (Figuras 6a-e), cómo parcialmente con las regiones de

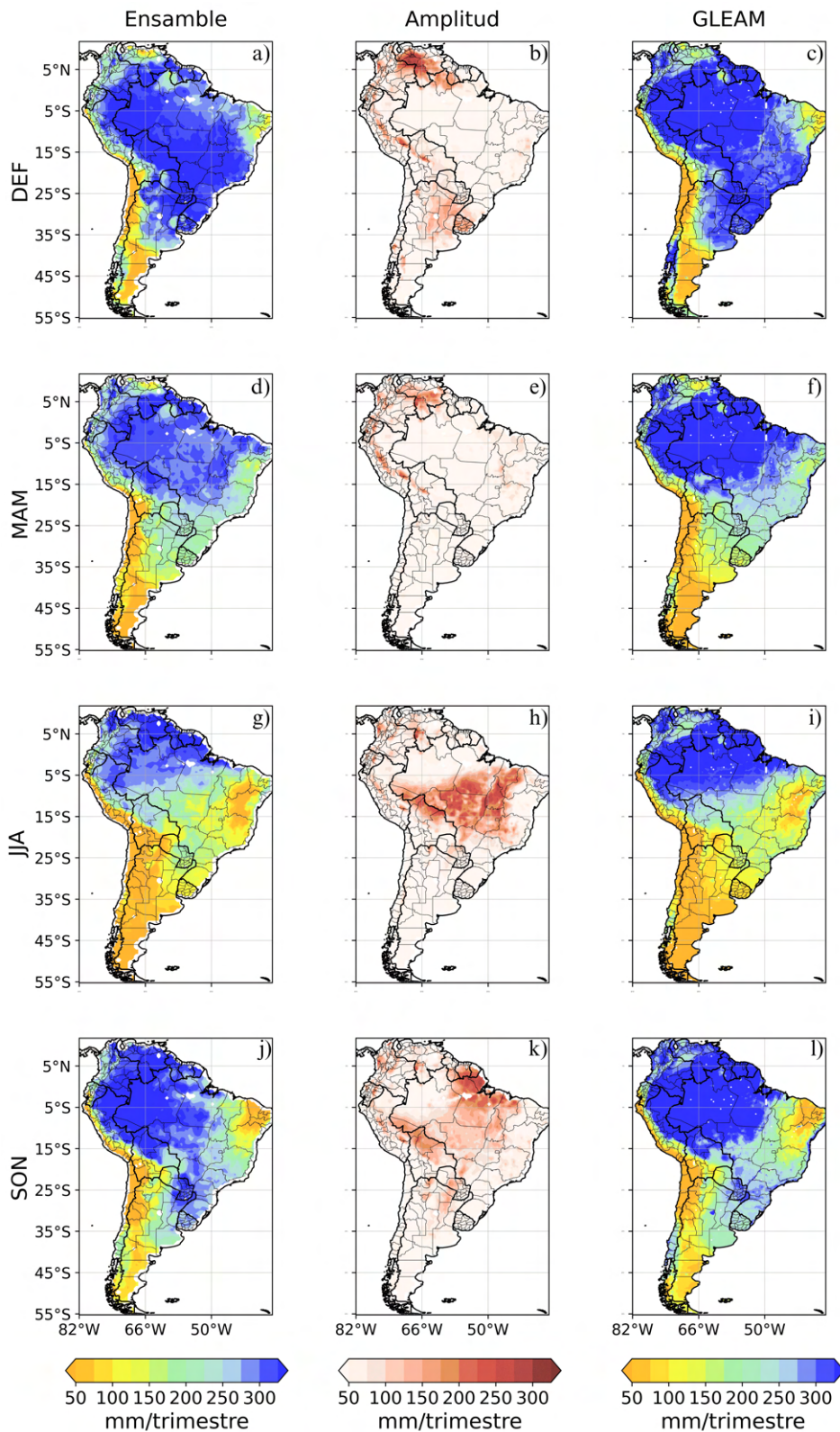


Figura 4: Valor medio (izquierda) y amplitud (centro) de la evapotranspiración trimestral del ensamble de cuatro simulaciones (mm/trimestre), y valor medio de la evapotranspiración trimestral según GLEAM (derecha) (mm/trimestre).

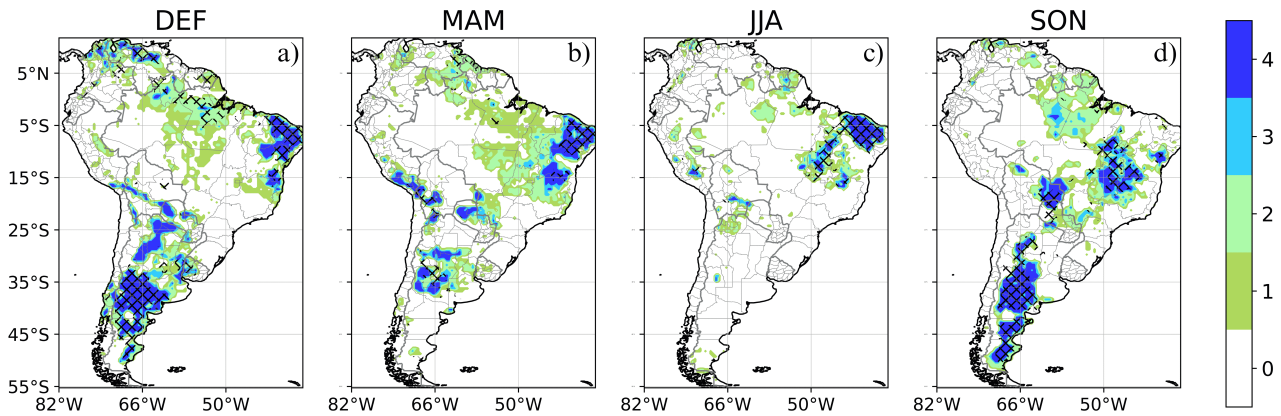


Figura 5: Cantidad de simulaciones que presentan interacción suelo-atmósfera trimestralmente. Líneas en donde GLEAM presenta interacción suelo-atmósfera.

mayor variabilidad interanual de E_t en DEF (similar a la variabilidad interanual de los valores anuales de las figuras 3a-e). A su vez, no se halla gran variabilidad de la E_i y la E_b en DEF en estas regiones (similar a la variabilidad interanual de los valores anuales de las figuras 3f-o). Es decir que al ser la E_t la componente de la ET que más varía, es así la que más variaciones en la atmósfera produce. De esta forma, parece correcto indicar que la E_t es una componente de la ET de suma relevancia para la interacción suelo-atmósfera. En las Figuras 6k-o se observa que las cuatro simulaciones y GLEAM coinciden en que hay interacción suelo-atmósfera por E_i en el norte y noreste de Brasil, y al norte de la Patagonia Argentina, con magnitudes desde 0,4 a 0,8. El índice de interacción suelo-atmósfera con E_i puede estar dando alto en estas regiones debido a que hay alta correlación negativa entre la T y la precipitación (no mostrado), y en esta región la precipitación modula la E_i ya que la vegetación y la energía disponible en la atmósfera son abundantes. Aunque este patrón espacial sólo coincide parcialmente con los *hotspots* de ET, es posible identificar algunas regiones en donde, al igual que E_t , E_i también es relevante para la interacción suelo-atmósfera, como el noreste de Brasil, con índices de magnitudes similares al de los *hotspots*. Por último, E_b es la componente de la ET que menos explica los *hotspots* de ET (Figuras 6p-t). En general, las regiones en

las que esta componente muestra interacción suelo-atmósfera, son pequeñas y con un índice de solo 0,4. LPJmL4 y GLEAM muestran interacción suelo-atmósfera por E_b en algunas regiones más que inLand, como por ejemplo en el sur de Argentina, y en el norte de Sudamérica. De todos modos, no tiene gran relevancia ya que la variabilidad interanual de la E_b , es menor a 40 mm/año (Figuras 3k-o), por lo que no habrá variaciones significativas que afecten a la atmósfera.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se busca entender si los *hotspots* de interacción suelo-atmósfera, ya conocidos por trabajos previos (Coronato et al., 2020; Menéndez et al., 2019; Spennemann et al., 2018; Ruscica et al., 2016; Ruscica et al., 2015; Ruscica et al., 2014; Sörensson y Menéndez, 2011), están dominados por alguna de las componentes de la evapotranspiración (transpiración o interceptación de la vegetación, o evaporación desde el suelo desnudo). Para eso, utilizamos dos modelos globales de vegetación dinámica, forzados con dos conjuntos de datos atmosféricos diferentes, y un algoritmo satelital. Con estos datos, se analizaron los valores medios de la evapotranspiración anual, y su partición en sus componentes en el período 1981-2010. En particular, se estudiaron los promedios estacionales de la evapotranspiración

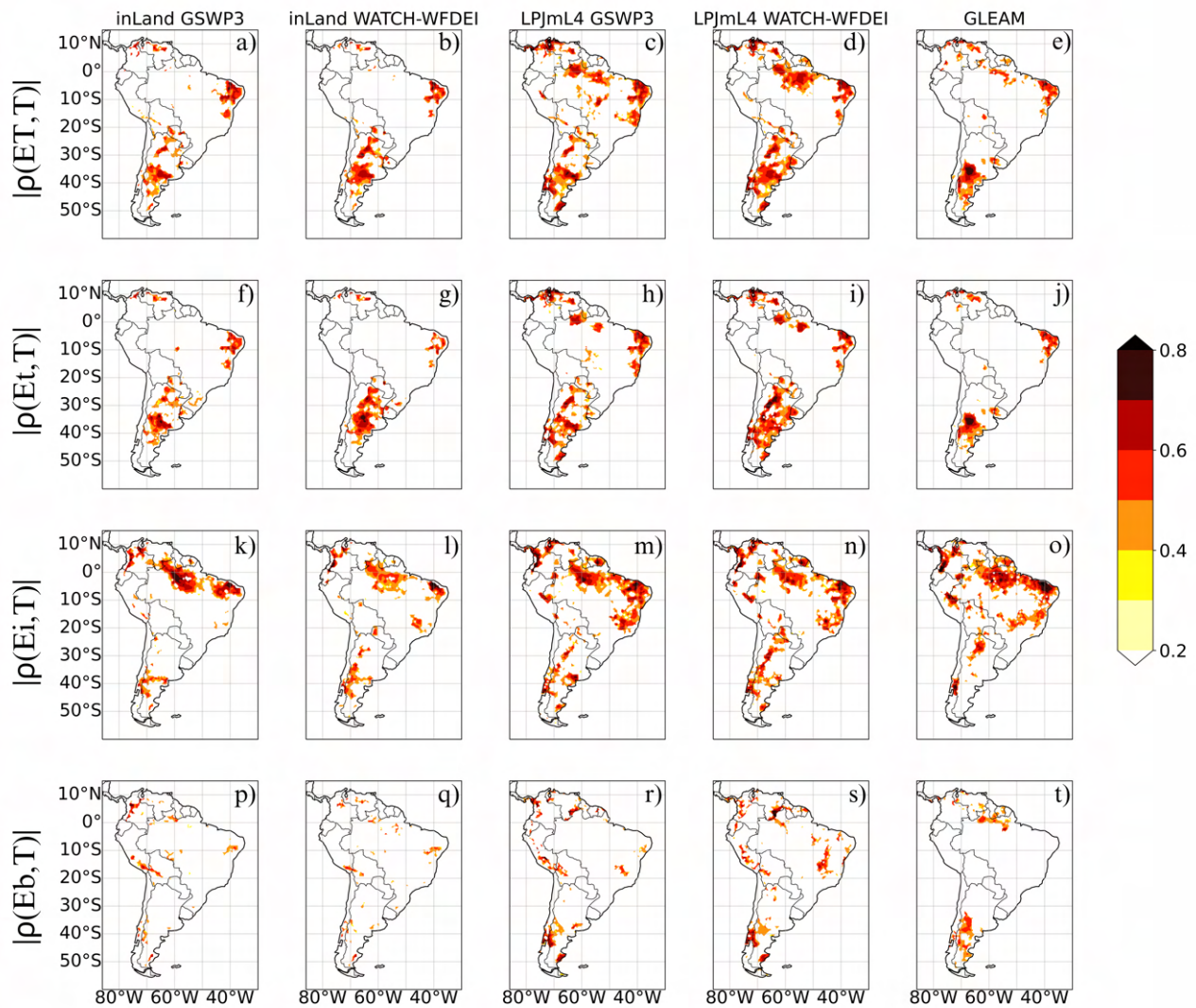


Figura 6: Índice de interacción suelo-atmósfera en diciembre-enero-febrero para la evapotranspiración (arriba), y cada una de sus componentes: transpiración (segunda fila), interceptación (tercera fila), y evaporación desde el suelo (abajo), según las cuatro simulaciones (primeras cuatro columnas) y GLEAM (última columna).

en las cuatro simulaciones. Mas aún se analizó la contribución de las componentes de la evapotranspiración a estos *hotspots* en diciembre-enero-febrero.

Se pudo ver que la evapotranspiración media en Sudamérica es similar en los cinco productos utilizados, y similar a lo hallado por Liu et al. (2021) y por Mueller et al. (2011). Aun así, hubo algunas discrepancias entre productos en las regiones más vegetadas, consistente con lo

que plantean Sakschewski et al. (2021), Berg y Sheffield (2019) y Hartley et al. (2017). En particular, se encontraron mayores diferencias entre distintos modelos globales de vegetación dinámica que entre simulaciones con distintos forzantes atmosféricos. El modelo inLand mostró un patrón de evapotranspiración media anual más similar al algoritmo satelital GLEAM que el modelo LPJmL4. De todas formas, aunque la incertidumbre en la representación de la evapotranspiración

actual es alta (Sörensson y Ruscica, 2018), las estimaciones de evapotranspiración evaluadas en este trabajo presentaron un patrón espacial similar. No ocurrió lo mismo con la partición en componentes. Principalmente, se observaron grandes diferencias en la representación de la partición de la evapotranspiración entre transpiración e intercepción entre modelos, consistente con varios trabajos (Lawrence et al., 2007; Schlesinger y Jasechko, 2014; Wang et al., 2014). Principalmente hubo gran incertidumbre en la representación de la transpiración, y en menor medida de la intercepción, consistente con Berg y Sheffield (2019). Es decir que, diferentes fuentes de información climática pueden estimar distinto las componentes de la evapotranspiración, sin que ello produzca necesariamente la misma discrepancia en la evapotranspiración (Berg y Sheffield, 2019; Miralles et al., 2016). Por otro lado, la partición entre componentes de GLEAM mostró mayor similitud con el modelo LPJmL4 que con el modelo InLand debido a que tanto GLEAM como LPJmL4 se basan en el mismo algoritmo. La componente de la evapotranspiración más relevante es la transpiración, consistente con lo hallado por varios trabajos (Miralles et al., 2016; Wei et al., 2017; y Berg y Sheffield, 2019). Miralles et al. (2016) además mostraron que, comparando con otros productos satelitales, GLEAM muestra mayor proporción de transpiración que los otros productos y menor de las otras dos componentes (intercepción y evaporación desde el suelo).

Los *hotspots* de interacción suelo-atmósfera representados con valores significativos y negativos de la correlación entre la evapotranspiración y la temperatura del aire en superficie, a lo largo de los cuatro trimestres del año fueron consistentes con los hallados por Ruscica et al. (2016) y Baker et al. (2021). Además los *hotspots* encontrados con las simulaciones fueron los mismos que los hallados con GLEAM. En particular en diciembre-enero-febrero, se hallaron *hotspots* en el noreste de Brasil, y el centro de Argentina, es decir, un patrón reconocido en varios trabajos

previos (Coronato et al., 2020; Menéndez et al., 2019; Spennemann et al., 2018; Ruscica et al., 2016; Ruscica et al., 2015; Ruscica et al., 2014; Sörensson y Menéndez, 2011).

Aunque la partición en componentes de la evapotranspiración mostró grandes diferencias entre modelos, no ocurrió lo mismo con las regiones de interacción suelo-atmósfera dadas por cada componente. En este trabajo pudimos concluir que, tanto con las simulaciones, como con GLEAM, la transpiración es la componente de la evapotranspiración que más influencia estos *hotspots*. Esto es así, no solo porque la transpiración presenta un patrón de interacción suelo-atmósfera similar a los *hotspots* de evapotranspiración, sino porque también, en estas regiones, la transpiración representa gran parte de la evapotranspiración. Aun así, aunque de menor relevancia, no podemos descartar la contribución de la intercepción en estas regiones. Nuestros resultados contribuyen a la generación de conocimiento sobre la interacción suelo-atmósfera, dejando en evidencia la importancia de mejorar la representación de las componentes de la evapotranspiración, tanto en modelos numéricos como satelitales, ya que esto mejorará la representación de los *hotspots*.

Agradecimientos: El proyecto CLIMAX fue financiado por Belmont Forum/ANR-15-JCL/-0002-01, BMBFFKZ01LP1610A, y FAPESP-BELMONT-Process 2015/50687-8. Este trabajo fue parcialmente financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT), Argentina [PICT-2018-02511, PICT 2021-I-A-01097]; el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina [PIP-112-2020-0102141CO]; y the Inter-American Institute for Global Change Research [Proyecto SGP-HW 090].

REFERENCIAS

Baker, J. C., and Coauthors, 2021: An assessment of land-atmosphere interactions over South America using satellites,

- reanalysis, and two global climate models. *Journal of Hydrometeorology*, 22, 905–922, <https://doi.org/10.1175/jhm-d-20-0132.1>.
- Baldocchi, D., and Coauthors, 2001: FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 2415–2434, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2415:fantts>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2415:fantts>2.3.co;2).
- Beck, H. E., A. I. van Dijk, P. R. Larraondo, T. R. McVicar, M. Pan, E. Dutra, and D. G. Miralles, 2022: MSWX: Global 3-hourly 0.1° bias-corrected meteorological data including near-real-time updates and forecast ensembles. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103, <https://doi.org/10.1175/bams-d-21-0145.1>.
- Berg, A., and J. Sheffield, 2019: Evapotranspiration partitioning in CMIP5 models: Uncertainties and future projections. *Journal of Climate*, 32, 2653–2671, <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0583.1>.
- Bonan, G. B., S. Levis, L. Kergoat, and K. W. Oleson, 2002: Landscapes as patches of plant functional types: An integrating concept for climate and ecosystem models. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, <https://doi.org/10.1029/2000gb001360>.
- Carlyle-Moses, D. E., 2004: Throughfall, stemflow, and canopy interception loss fluxes in a semi-arid Sierra Madre Oriental Matorral Community. *Journal of Arid Environments*, 58, 181–202, [https://doi.org/10.1016/s0140-1963\(03\)00125-3](https://doi.org/10.1016/s0140-1963(03)00125-3).
- Chen, S., W. Wei, B. Tong, and L. Chen, 2023: Effects of soil moisture and vapor pressure deficit on canopy transpiration for two coniferous forests in the Loess Plateau of China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 339, 109581, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2023.109581>.
- Christoffersen, B. O., and Coauthors, 2014: Mechanisms of water supply and vegetation demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in Amazonia and Cerrado. *Agricultural and Forest Meteorology*, 191, 33–50, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.02.008>.
- Coronato, T., and Coauthors, 2020: The impact of soil moisture–atmosphere coupling on daily maximum surface temperatures in southeastern South America. *Climate Dynamics*, 55, 2543–2556, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05399-9>.
- David, J. S., F. Valente, and J. H. Gash, 2005: Evaporation of intercepted rainfall. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa046>.
- Dunkerley, D., 2000: Measuring interception loss and canopy storage in dryland vegetation: A brief review and evaluation of available research strategies. *Hydrological Processes*, 14, 669–678, [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1099-1085\(200003\)14:4<669::aid-hyp965>3.0.co;2-i](https://doi.org/10.1002/(sici)1099-1085(200003)14:4<669::aid-hyp965>3.0.co;2-i).
- Federer, C. A., 1982: Transpirational supply and demand: Plant, soil, and atmospheric effects evaluated by simulation. *Water Resources Research*, 18, 355–362, <https://doi.org/10.1029/wr018i002p00355>.
- Gash, J. H., 1979: An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105, 43–55, <https://doi.org/10.1002/qj.49710544304>.
- Goergen, G., R. H. Valdés, G. A. Degrazia, R. A. Gotuzzo, D. L. Herdies, L. G. de Gonçalves, and D. R. Roberti, 2020: Energy and CO₂ fluxes over native fields of southern Brazil through multi-objective calibration of Inland Model. *Geosciences*, 10, 479, <https://doi.org/10.3390/geosciences10120479>.
- Goymer, P., 2017: Spotlight on South America. *Nature Ecology & Evolution*, 1, <https://doi.org/10.1038/s41559-017-0129>.
- Hartley, A. J., N. MacBean, G. Georgievski, and S. Bontemps, 2017: Uncertainty in plant functional type distributions and its impact on land surface models. *Remote Sensing of Environment*, 203, 71–89, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.037>.
- Jahromi, M. N., D. Miralles, A. Koppa, D. Rains, S. Zand-Parsa, H. Mosaffa, and S. Jamshidi, 2022: Ten Years of gleam: A review of scientific advances and applications.

- Computational Intelligence for Water and Environmental Sciences, 525–540, https://doi.org/10.1007/978-981-19-2519-1_25.
- Jung, M., and Coauthors, 2020: Scaling carbon fluxes from eddy covariance sites to Globe: Synthesis and evaluation of the FLUXCOM approach. *Biogeosciences*, 17, 1343–1365, <https://doi.org/10.5194/bg-17-1343-2020>.
- Koster, R. D., and Coauthors, 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138–1140, <https://doi.org/10.1126/science.1100217>.
- Kumar, S., T. Holmes, D. Mocko, S. Wang, and C. Peters-Lidard, 2018: Attribution of flux partitioning variations between land surface models over the continental U.S. *Remote Sensing*, 10, 751, <https://doi.org/10.3390/rs10050751>.
- Lawrence, D. M., P. E. Thornton, K. W. Oleson, and G. B. Bonan, 2007: The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM: Impacts on land–atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 862–880, <https://doi.org/10.1175/jhm596.1>.
- Li, W., H.-J. Hendricks Franssen, P. Brunner, Z. Li, Z. Wang, Y. Wang, and W. Wang, 2022: The role of soil texture on diurnal and seasonal cycles of potential evaporation over saturated bare soils – lysimeter studies. *Journal of Hydrology*, 613, 128194, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128194>.
- Liu, Y. Y., A. I. van Dijk, M. F. McCabe, J. P. Evans, and R. A. de Jeu, 2013: Global vegetation biomass change (1988–2008) and attribution to environmental and human drivers. *Global Ecology and Biogeography*, 22, 692–705, <https://doi.org/10.1111/geb.12024>.
- Liu, Y., Q. Yue, Q. Wang, J. Yu, Y. Zheng, X. Yao, and S. Xu, 2021: A framework for actual evapotranspiration assessment and projection based on meteorological, vegetation and hydrological remote sensing products. *Remote Sensing*, 13, 3643, <https://doi.org/10.3390/rs13183643>.
- Magliano, P. N., D. D. Breshears, R. J. Fernández, and E. G. Jobbágy, 2015: Rainfall intensity switches ecohydrological runoff/runon redistribution patterns in dryland vegetation patches. *Ecological Applications*, 25, 2094–2100, <https://doi.org/10.1890/15-0550.1>.
- Martens, B., and Coauthors, 2017: Gleam v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific Model Development*, 10, 1903–1925, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017>.
- Martens, B., W. Waegeman, W. A. Dorigo, N. E. Verhoest, and D. G. Miralles, 2018: Terrestrial evaporation response to modes of climate variability. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1, <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0053-5>.
- Melo, D. C., and Coauthors, 2021: Are remote sensing evapotranspiration models reliable across South American ecoregions? *Water Resources Research*, 57, <https://doi.org/10.1029/2020wr028752>.
- Menéndez, C. G., and Coauthors, 2019: Temperature variability and soil–atmosphere interaction in South America simulated by two regional climate models. *Climate Dynamics*, 53, 2919–2930, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04668-6>.
- Miralles, D. G., T. R. Holmes, R. A. De Jeu, J. H. Gash, A. G. Meesters, and A. J. Dolman, 2011: Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 453–469, <https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011>.
- Miralles, D., and Coauthors, 2016: The WACMOS-ET project – part 2: Evaluation of global terrestrial evaporation data sets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 823–842, <https://doi.org/10.5194/hess-20-823-2016>.
- Miralles, D. G., P. Gentile, S. I. Seneviratne, and A. J. Teuling, 2019: Land–atmospheric feedbacks during droughts and Heatwaves: State of the science and current challenges. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436, 19–35, <https://doi.org/10.1111/nyas.13912>.
- Moreira, A. A., A. L. Ruhoff, D. R. Roberti, V.

- de Souza, H. R. da Rocha, and R. C. Paiva, 2019: Assessment of terrestrial water balance using remote sensing data in South America. *Journal of Hydrology*, 575, 131–147, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.021>.
- Mueller, B., and Coauthors, 2011: Evaluation of global observations-based evapotranspiration datasets and IPCC AR4 simulations. *Geophysical Research Letters*, 38, <https://doi.org/10.1029/2010gl046230>.
- Newman, B. D., and Coauthors, 2006: Ecohydrology of water-limited environments: A scientific vision. *Water Resources Research*, 42, <https://doi.org/10.1029/2005wr004141>.
- Notaro, M., 2008: Statistical identification of global hot spots in soil moisture feedbacks among IPCC AR4 models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113, <https://doi.org/10.1029/2007jd009199>.
- Oki, T., and S. Kanae, 2006: Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313, 1068–1072, <https://doi.org/10.1126/science.1128845>.
- Pitman, A. J., 2003: The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23, 479–510, <https://doi.org/10.1002/joc.893>.
- Priestley, C. H., and R. J. Taylor, 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81–92, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:otaosh>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:otaosh>2.3.co;2).
- Qi, Y., H. Chen, and S. Zhu, 2023: Influence of land-atmosphere coupling on low temperature extremes over Southern Eurasia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 128, <https://doi.org/10.1029/2022jd037252>.
- Rezende, L. F., and Coauthors, 2022: Impacts of land use change and atmospheric CO₂ on gross primary productivity (GPP), evaporation, and climate in southern Amazon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, <https://doi.org/10.1029/2021jd034608>.
- Rosales D. A., 2023: Tesis de licenciatura “Evapotranspiración modelada en Sudamérica: influencia del cambio climático y del uso del suelo”. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nATM000005.Rosales.
- Ruscica, R. C., A. A. Sörensson, and C. G. Menéndez, 2014: Pathways between soil moisture and precipitation in southeastern South America. *Atmospheric Science Letters*, 16, 267–272, <https://doi.org/10.1002/asl2.552>.
- Ruscica, R. C., A. A. Sörensson, and C. G. Menéndez, 2015: Pathways between soil moisture and precipitation in southeastern South America. *Atmospheric Science Letters*, 16, 267–272, <https://doi.org/10.1002/asl2.552>.
- Ruscica, R. C., C. G. Menéndez, and A. A. Sörensson, 2016: Land surface-atmosphere interaction in future South American climate using a multi-model ensemble. *Atmospheric Science Letters*, 17, 141–147, <https://doi.org/10.1002/asl.635>.
- Ruscica, R. C., and Coauthors, 2022: Evapotranspiration trends and variability in southeastern South America: The roles of land-cover change and precipitation variability. *International Journal of Climatology*, 42, 2019–2038, <https://doi.org/10.1002/joc.7350>.
- Sakschewski, B., and Coauthors, 2021: Variable tree rooting strategies are key for modelling the distribution, productivity and evapotranspiration of tropical evergreen forests. *Biogeosciences*, 18, 4091–4116, <https://doi.org/10.5194/bg-18-4091-2021>.
- Schaphoff, S., and Coauthors, 2018: LPJML4 – a dynamic global vegetation model with managed land – part 1: Model description. *Geoscientific Model Development*, 11, 1343–1375, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1343-2018>.
- Schlesinger, W. H., and S. Jasechko, 2014: Transpiration in the Global Water Cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, 189–190, 115–117, <https://doi.org/10.1016/j.agrmet.2014.05.011>.

- [//doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.01.011](https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.01.011).
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A Review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125–161, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>.
- Sörensson, A. A., and C. G. Menéndez, 2011: Summer soil–precipitation coupling in South America. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63, 56, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00468.x>.
- Sörensson, A. A., and R. C. Ruscica, 2018: Intercomparison and uncertainty assessment of nine evapotranspiration estimates over South America. *Water Resources Research*, 54, 2891–2908, <https://doi.org/10.1002/2017wr021682>.
- Spennemann, P. C., M. Salvia, R. C. Ruscica, A. A. Sörensson, F. Grings, and H. Karszenbaum, 2018: Land-atmosphere interaction patterns in southeastern South America using satellite products and Climate Models. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 64, 96–103, <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.08.016>.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009: Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 311–324, <https://doi.org/10.1175/2008bams2634.1>.
- Vilà-Guerau de Arellano, J., and Coauthors, 2023: Advancing understanding of land–atmosphere interactions by breaking discipline and scale barriers. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1522, 74–97, <https://doi.org/10.1111/nyas.14956>.
- Wang, L., S. P. Good, and K. K. Caylor, 2014: Global synthesis of vegetation control on evapotranspiration partitioning. *Geophysical Research Letters*, 41, 6753–6757, <https://doi.org/10.1002/2014gl061439>.
- Wang, Z., C. Zhan, L. Ning, and H. Guo, 2021: Evaluation of global terrestrial evapotranspiration in CMIP6 models. *Theoretical and Applied Climatology*, 143, 521–531, <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03437-4>.
- Wei, Z., K. Yoshimura, L. Wang, D. G. Miralles, S. Jasechko, and X. Lee, 2017: Revisiting the contribution of transpiration to global terrestrial evapotranspiration. *Geophysical Research Letters*, 44, 2792–2801, <https://doi.org/10.1002/2016gl072235>.
- Wild, M., D. Folini, C. Schär, N. Loeb, E. G. Dutton, and G. König-Langlo, 2012: The Global Energy Balance from a surface perspective. *Climate Dynamics*, 40, 3107–3134, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1569-8>.
- Wu, L., and J. Zhang, 2013: Role of land-atmosphere coupling in summer droughts and floods over eastern China for the 1998 and 1999 cases. *Chinese Science Bulletin*, 58, 3978–3985, <https://doi.org/10.1007/s11434-013-5855-6>.
- Zeng, X., M. Barlage, C. Castro, and K. Fling, 2010: Comparison of land–precipitation coupling strength using observations and models. *Journal of Hydrometeorology*, 11, 979–994, <https://doi.org/10.1175/2010jhm1226.1>.